

任兆鹏, 卢宇坤, 谢丰. 东北半干旱地区夏季能量水分传输过程分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2020, 14(3): 122–130.

doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2020.03.015

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



东北半干旱地区夏季能量水分传输过程分析

任兆鹏^{1,2}, 卢宇坤³, 谢 丰¹

(1. 青岛市气象局, 山东 青岛 266003; 2. 青岛市气象灾害防御工程技术研究中心, 山东 青岛 266003;

3. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘 要: 利用 2015 年 8 月锦州气象站的观测资料和中国地面气候资料日值数据集(V3.0), 分析东北半干旱地区夏季能量水分传输过程。结果表明: 锦州地区 8 月两次降水过程对近地面气象要素造成的差异较为明显。锦州站 2 m 气温和比湿都具有明显的日变化特征, 较深层土壤升温与浅层土壤升温相比存在滞后效应。8 月锦州站的 CO₂ 通量平均值为 -0.17 mg/(m²·s), 表现为“碳汇”。陆—气之间的能量交换主要依赖于水汽相变所传输的能量。地表反照率的日变化趋势大致为“U”型。潜热通量和感热通量平均值分别为 71.9、29.7 W/m²。强烈的向下短波辐射使土壤和地表增温, 同期降水量也偏少, 是 2015 年夏季该地区出现的干旱的主要原因。能量不平衡的现象普遍存在, 在考虑能量平衡时, 考虑土壤热储量情况下的能量闭合率比不考虑时高 2%~3%, 夜间数据可以忽略。云量的增多会降低能量闭合程度。

关键词: 东北半干旱区; 陆气相互作用; 能量平衡; 能量闭合率

中图分类号: P468

文献标识码: A

文章编号: 1002-0799(2020)03-0122-09

自然因素和人类活动是影响全球气候变化的主要因素, 特别是人类活动的影响尤为突出。虽然陆地面积仅占全球表面积的 1/3, 但是人类活动主要集中在陆地表面, 同时由于陆地表面复杂的地形、植被等状况, 因此陆—气相互作用对于全球气候变化有着重大影响, 研究陆—气相互作用对于研究全球气候变化异常有着重要意义^[1-4]。陆地面积中有 30% 为半干旱区, 半干旱区作为湿润区和干旱区的过渡带, 水资源缺乏, 植被覆盖率较低^[5], 生态系统十分脆弱, 容易形成水土流失、沙尘暴等自然灾害^[6]。因此对于半干旱区的陆—气相互作用的研究具有丰富的科学价值^[7-8]。

近年来我国对于半干旱地区的气象研究已逐渐增多, 在半干旱区开展了许多陆面过程观测试验, 对

半干旱地区的能量水分变化、能量平衡认识逐步加深^[9-11]。研究表明半干旱地区能量不闭合现象普遍存在。土壤湿度是半干旱区中能量、水分循环和物质交换中最主要且最为敏感的因子^[12]。当充分考虑了土壤热存储后, 地表能量闭合率可有效提高^[13]。沙漠地区分析能量闭合时必须考虑土壤热储的作用, 并与绿洲地区存在显著差异^[14]。对于半干旱地区能量水分传输的机制研究, 目前多集中在我国西北地区^[15-16], 东北半干旱区的研究相对较少。谢安等^[17]研究了东北地区 50 a 的干旱趋势, 涂刚^[18]研究指出不同土地利用对陆气间能量和物质交换过程的不同影响。文小航等^[19-20]利用 WRF 模式模拟了东北半干旱区夏季地表辐射与能量分量的区域分布特征。

2015 年夏季锦州地区降水异常偏少且时空分布极为不均, 平均降水量为 1951 年有气象记录以来同期降水第四少年^[21]。此次干旱过程致锦州市近一半的农田受到不同程度的影响, 使该地区大部分玉米不能结穗、开花、授粉, 灌浆严重受阻, 坡地玉米基本绝收, 属于水资源极度匮乏的夏季。基于此, 本文

收稿日期: 2019-12-03; 修回日期: 2020-01-30

基金项目: 中国气象局沈阳大气环境研究所开放基金(2016SYIAE16)

作者简介: 任兆鹏(1983—), 男, 工程师, 主要从事短期天气预报研究。E-mail: renzpeng@163.com

选择锦州通量观测站作为代表站,通过分析 2015 年 8 月锦州通量观测站的实测资料,以期从观测角度出发提高对于东北半干旱区夏季能量水分传输过程的认识,为半干旱区的农业生态系统的维持和发展提供支持。

1 研究区域及数据资料概况

1.1 研究区域概况

锦州市位于辽宁省的西南部、“辽西走廊”东部,是连接华北和东北两大区域的交通枢纽。锦州市地处欧亚大陆东部,属暖温带半湿润气候,春季温和多风,夏季高温多雨,秋季温凉晴朗,冬季寒冷干燥,降水集中,风力较大^[21]。锦州观测站位于 121.20°E, 41.14°N,海拔 22 m,面积 0.5 km²,观测高度 3.3 m,观测站周围为农田,下垫面植被茂密,主要种植玉米等作物。

2015 年夏季锦州地区总体的气候特点为:(1)季平均气温偏高,日最高气温超过 30℃日数为有气象记录以来第五多。降水异常偏少且时空分布极为不均,仅出现一次局地暴雨天气。2015 年夏季该地区平均降水量为 190.3 mm,比历年同期偏少 5 成,为 1951 年有气象记录以来同期降水第四少年份,并且降水时空分布极为不均;(2)夏季全区平均日照时数为 727 h,比历年同期偏多 47 h。(3)夏季遭遇 1951 年有气象记录以来同期最为严重的干旱。6 月 21 日—7 月 28 日近 40 d 锦州、凌海累积降水量仅为 5 mm 左右,为 1951 年有气象记录以来同期降水量最少的年份,造成大部分农田出现中到重度甚至特旱的局面,干旱程度及干旱面积为历史所罕见。

1.2 资料概况

本文所使用的数据来自 2015 年锦州通量观测站的实测资料和中国地面气候资料日值数据集。

锦州通量观测站使用的仪器型号有空气温湿度计(HMP45C)、水汽和 CO₂ 分析仪(Li-Cor, Li-7500)、辐射计(Kipp&Zonen, CNR-1 或者 Eppley、PSP 和 PIR)、土壤湿度计(Campbell, CS616)、土壤热通量板(REBS, HFT-3, HFP01 probe)等。这些观测仪器性能先进,精度较高,且都经过统一标定和维护。观测数据经过统一的质量控制:在采集过程中通过远程监控及定期实地检查两种方式对数据的质量进行控制,后期处理中对涡动相关通量数据采用英国爱丁堡大学发展的 EdiRe 软件进行野点去除、坐标旋转、湍流平稳性计算以及 H₂O 和 CO₂ 滞后修正等处理程序,然后做进一步的质量控制,输出较为真

实的数据^[20]。本文使用了通量观测站实测资料中的净辐射 *RN*、向下短波辐射 *DSR*、向上短波辐射 *USR*、向下长波辐射 *DLR*、向上长波辐射 *ULR*、感热通量 *H*、潜热通量 *LE*、5 cm 土壤温度、10 cm 土壤温度、湿度、含水量、热通量;CO₂ 通量和密度的每半小时数据。

中国地面气候资料日值数据集包含了 1951 年 1 月 1 日以来中国 824 个基准、基本气象站的站气压、气温、降水量、蒸发量、相对湿度、风向风速、日照时数和 0 cm 地温要素的日值数据。数据处理方法为日平均值统计方法,即利用地面气象月报数据文件或实时库中提取得到的各要素逐日 4 次定时(02 时、08 时、14 时、20 时)观测数据,统计其各要素的日平均值。本文使用了数据集中 2015 年锦州站的气温、降水量、蒸发量、相对湿度的日值数据。

1.3 研究方法

本文主要分析锦州站夏季 8 月净辐射、向下短波辐射、向上短波辐射、向下长波辐射、向上长波辐射的年、月、日平均值。由于感热通量、潜热通量、CO₂ 通量和密度的数据缺失较多,故选取 2015 年 8 月 3—22 日有完整连续数据的 20 个观测日,分析近地层的各种气象要素、浅层土壤温湿度、各种辐射通量、地表能量通量和 CO₂ 通量和密度等的昼夜变化特征,用线性拟合方法对 20 个观测日的能量平衡进行估计分析。因为通量观测站的涡度相关仪在降水时观测误差较大,所以在线性拟合时剔除了有降水过程发生时的数据。

本文根据向下短波辐射的正负值变换的时刻作为划分白天和夜间的分界时刻,即 07—18 时为白天,19 时—次日 06 时为夜间。

由于地表热通量 *G* 难以直接测量,本文采取以下方程得到^[23-24]:

$$G = G_{0.05} + \int_0^z C_s \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (1)$$

式中:*G* 为地表热通量;*G*_{0.05} 为 5 cm 土壤热通量,单位为 J/s;*C*_s 为土壤体积热容量,单位为 J/cm³·°C;*T* 为 0~5 cm 土壤层的平均温度;*z* 为 5 cm。

$$C_s = (1 - \eta_{sat}) \rho_d C_d + \eta_w \rho_w C_w \quad (2)$$

式中:(1 - η_{sat}) $\rho_d C_d$ 为干土壤体积热容量,锦州站土壤质地为黏壤土,对应值为 1.23 MJ/(m³·K), η_w 为 5 cm 土壤体积含水量; ρ_w 为液态水密度 (1.00×10³ kg/m³);*C*_w 为液态水的比热容 (4.18×10³ J/(kg·°C))。

地表能量平衡公式为^[25]:

$$H+LE=R_n-G-S-Q。 \quad (3)$$

其中, R_n 为净辐射, H 为感热通量, LE 为潜热通量, G 为地表热通量, S 为植物冠层的热储量(如光合作用), 由于观测站植被高度较低, S 忽略不计, Q 为其他形式的热储量, 一般 Q 值较小忽略不计。因此, 能量闭合率可表示为 $\frac{(H+LE)}{(R_n-G)}$ 。

2 观测分析

2.1 地表气象要素与土壤温湿度观测分析

2015年8月份的观测数据中, 降水量分别为8月8日为34.2 mm、9日6 mm、19日20.7 mm、20日21.5 mm、22日4.7 mm, 其他时间均无明显降水。由图1可以看出, 在7日和8日有降水发生时, 日最低气温 $T_{\min}$ 和日平均气温 T_{mean} 略有下降, 但日最高气温 $T_{\max}$ 无下降, 反而在后续几天内上升(图1a)。这是由于前期已经持续高温干旱, 一次降水过程并不能造成气温迅速下降。土壤温度在8日降水发生后

有下降趋势, 并且在后续几天内逐渐升高。土壤湿度在8日降水后, 快速增大至25%, 随后土壤湿度下降, 干旱继续持续。蒸发量也在降水后快速增加, 并达到峰值(图1f)。土壤表层水分主要由于蒸发损失和下层土壤水分向上补充两个过程来平衡。一般在日出后2 h蒸发大于下层土壤水分的补充, 表层土壤含水量达到峰值, 在日落前约2 h蒸发开始小于下层土壤补充, 表层土壤含水量达到谷值。土壤每日损失的水分主要是补充给表层土壤以供蒸发, 然而每日下层给表层的补充量远小于表层土壤本身的蒸散损失, 所以造成土壤湿度的持续下降(图1d)。

19日和20日受降水过程影响均有明显降温过程。这也是和8日降水过程最主要的区别。平均气温 T_{mean} 由27℃降至21℃左右, 最低气温 $T_{\min}$ 由24℃降至18℃以下, 降幅达6℃。20 d内平均比湿为14.75 g/kg, 比湿的变化范围为11.5~17.7 g/kg, 其中17日比湿到达极大值17.7 g/kg, 表明当时局地水汽条件充沛, 为之后的降水过程提供了水汽条件, 在

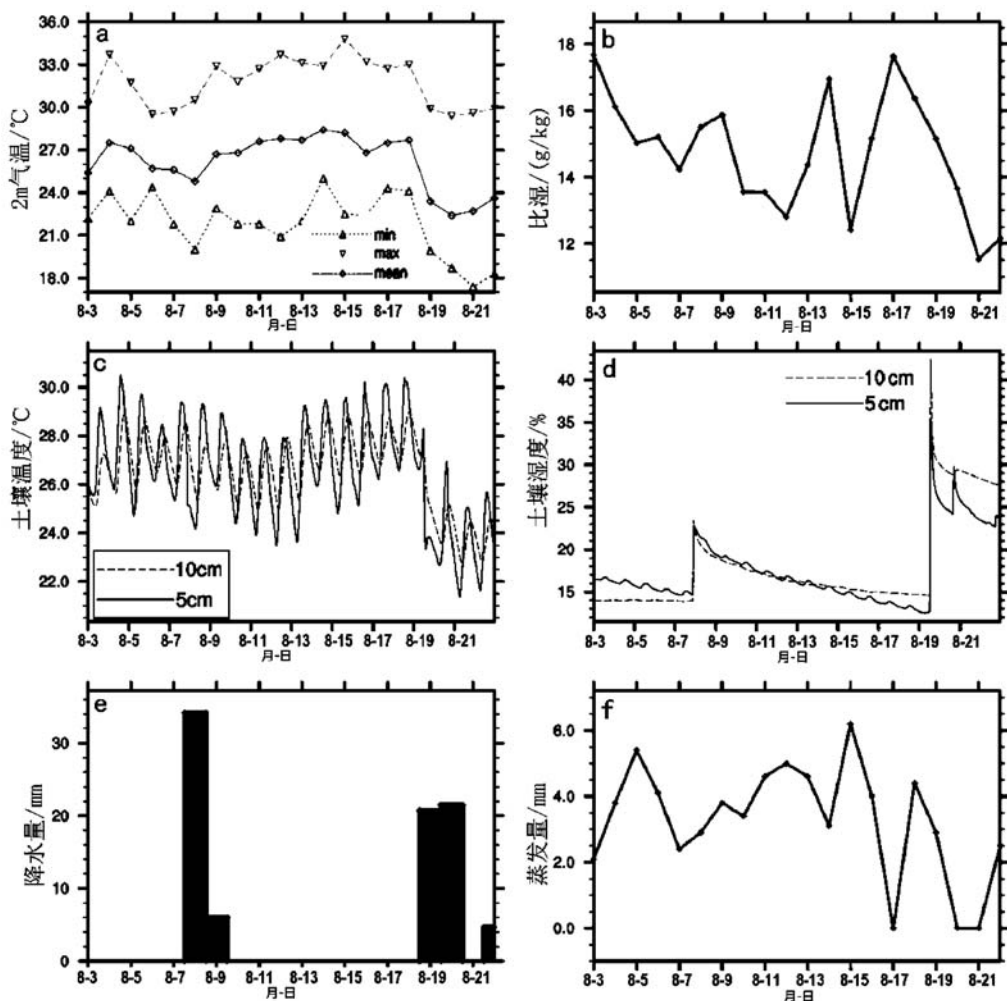


图1 2015年8月3—22日锦州站近地面气象要素和土壤温湿度变化

19日、20日的降水过程之后,比湿明显下降(图1b)。比湿也由降水发生前的峰值 18 g/kg 降至 12 g/kg 以下,说明空气中的大部分水汽已转化为降水。土壤温度更是由 30 ℃ 降至 25 ℃ 左右,土壤的热量被水分吸收。土壤湿度也突增至 40%,并且此时蒸发量也降至最小,甚至为 0。此次降水过程和 8 日的降水过程最大的区别在于连续两天降水,大气中的大部分热量被水汽带走,所以造成大幅度降温。

比湿与下垫面的蒸发量有相互联系的关系。对比图 1b 和图 1f 可以看出,一般情况下,比湿较大时,空气中水汽较为充沛,因而地表的蒸发量相对较小;而比湿较小时,空气中水汽条件较差,因而地表的蒸发量较大^[26]。

土壤湿度是半干旱区陆气相互作用的重要因子,降水对土壤湿度、蒸发、能量分配和植被物候会产生显著影响^[27]。受降水过程影响,8日和19日的 5 cm、10 cm 土壤湿度均有明显升高,伴随降水过程的持续,20—22 日的土壤湿度也比其他时间的土壤湿度高。5 cm、10 cm 的平均土壤湿度分别为 17.58%、18.09%。因为较深层土壤受到地表因素和太阳辐射的影响较弱,所以 10 cm 土壤湿度与 5 cm 土壤湿度相比,10 cm 土壤湿度的日变化幅度较小,而且在降水过程之后 10 cm 的土壤湿度的减小速率也更小(图 1d)。

土壤温度主要受太阳辐射影响。白天地表吸收太阳辐射,积蓄能量,土壤温度持续升高,浅层土壤获得能量向深层传递;夜间无太阳辐射,深层土壤储存的能量向地表传递,同时地表持续向外发射长波辐射,向大气传输热量,浅层土壤温度持续下降。5 cm、10 cm 平均土壤温度分别 26.50 ℃、26.58 ℃。5 cm 土壤温度在 14—15 时达到峰值,由于温度向深层传递作用,10 cm 土壤温度在 18—19 时达到峰值,滞后约 4 h。同时土壤温度还会受到降水等因素的影响,例如 19 日的降水过程之后,5 cm、10 cm 土壤温度均有明显降低。

2.2 近地面 CO₂ 通量和密度观测分析

白天由于光合作用占主导地位,生态系统总体作用表现为碳汇,夜间光合作用减弱,呼吸作用、化石燃料燃烧等其他释放碳化合物的活动占主导地位,生态系统总体作用表现为碳源^[28]。研究表明从全年的平均观测来看,辽宁中部、西部及北部地区则出现明显的碳排放^[29]。从 8 月锦州站近地面 CO₂ 观测分析可以看出(图 2),白天 CO₂ 通量为负值,夜晚 CO₂ 通量为正值。CO₂ 通量在 6—7 时由正值转为负值,在

18—19 时由负值转为正值,其中碳吸收峰值在 11 时左右。观测站的碳排放的平均值为 0.27 mg/(m²·s),碳吸收的平均值为 -0.61 mg/(m²·s)。20 d 内总体 CO₂ 通量的平均值为 -0.17 mg/(m²·s),表明夏季锦州地区表现为一个较弱的碳汇。影响 CO₂ 密度的因素与影响 CO₂ 通量的因素基本相同,所以 CO₂ 密度的日变化曲线与 CO₂ 通量日变化曲线趋势基本一致。白天地表的生态系统表现为碳吸收,CO₂ 密度持续减小,在 15—16 时降低至最小值;夜晚地表的生态系统表现为碳排放,CO₂ 密度持续增加。20 d 内 CO₂ 密度的平均值为 419.37 mg/m³。两次降水过程发生时,CO₂ 通量和 CO₂ 密度均发生较大波动。CO₂ 通量在降水发生时可达 -2 mg/(m²·s),说明此时有强烈的碳汇过程。CO₂ 密度在降水期间异常增加,可达 550 mg/m³,在无降水期间 CO₂ 密度维持在较低的水平。这可能是由于降水发生时,气流从其他地方带来 CO₂ 的增加导致。若无降水发生时,大气层结较为稳定,农作物持续吸收 CO₂,保持一个较弱的碳汇和较低的 CO₂ 密度。

3 地表辐射传输与能量平衡

3.1 辐射通量变化观测分析

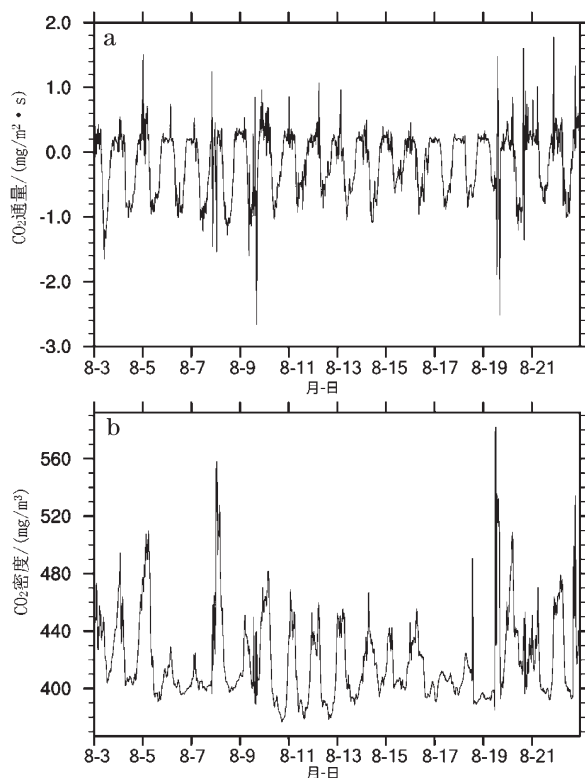


图2 锦州站 2015 年 8 月 3—22 日近地面 CO₂ 通量和密度变化

通过分析辐射观测资料看出, 向下短波辐射的日变化曲线为明显的单峰型(图3)。向下短波辐射主要受太阳高度角影响, 晴朗天气条件下, 日出后随着太阳高度角不断增大, 向下短波辐射也随之增大。一般在11—12时达到峰值, 之后随太阳高度角减小而减小。观测期内向下短波辐射最大峰值为 988.5 W/m^2 , 峰值的平均值为 835.1 W/m^2 。同时向下短波辐射也受云量、天气过程等影响, 向下短波辐射的峰值也存在一些较小值。例如19日天气条件为阵雨, 向下短波辐射峰值仅为 528.9 W/m^2 。向上短波辐射日变化曲线也为单峰型, 与向下短波辐射变化趋势基本一致, 向上短波辐射峰值变化范围为 $81.7 \sim 132.3 \text{ W/m}^2$ 。

地表反照率表示地表对太阳辐射的反射能力, 是一个广泛应用于地表能量平衡、全球气候变化研究的重要参数。地表反照率主要受土壤湿度、土壤颜色等因素影响^[30]。图3b中, 地表反照率的日变化趋势大致为“U”型, 最小值出现在13—14时。因为夜间无向下短波辐射, 所以夜间无地表反照率。通过研究发现在阴雨天气条件下, 地表反照率较大, 观测期内的平均地表反照率为0.18。

向上长波辐射的变化范围为 $390.9 \sim 550.1 \text{ W/m}^2$, 向下长波辐射变化范围为 $332.6 \sim 461.7 \text{ W/m}^2$ 。向上长波辐射主要受地表温度影响, 白天随着地表持续吸收太阳直接辐射, 地表温度持续上升, 向上长波辐射逐渐增加。在晴朗天气条件下, 向上长波辐射在每日15时左右达到峰值, 在阴雨天气条件下, 由于降

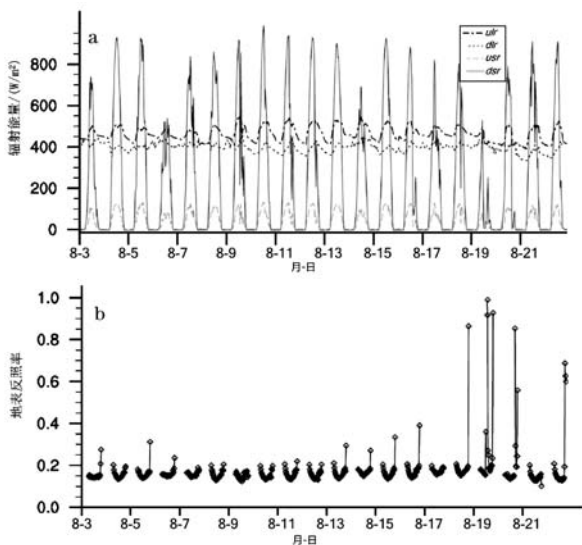


图3 锦州站2015年8月3—22日向下短波辐射、向上短波辐射、向上长波辐射、向下长波辐射和地表反照率的20 d连续变化

水过程对地表温度的影响, 向上长波辐射达到峰值的时刻会受到影响。例如, 8月19日的向上长波辐射在11时达到峰值, 为 494.9 W/m^2 。在晴朗的天气条件下, 向上长波辐射的日变化曲线也有一个明显的单峰, 但是由于向下长波辐射受云量、大气层温度、大气层湿度等多种因素影响, 向下长波辐射的日变化并没有一个较好趋势。

3.2 地表能量通量变化观测分析

通过分析地表能量通量观测发现, 各种地表能量通量均有明显的日变化规律(图4)。感热通量的日变化幅度小于潜热通量的日变化幅度。观测期内感热通量的平均值为 29.7 W/m^2 , 潜热通量的平均值为 71.9 W/m^2 , 潜热通量明显大于感热通量, 表明夏季降水充足的情况下, 锦州地区陆—气之间的能量交换主要依赖于水汽相变的潜热输送为主。地表热通量变化范围为 $-98.9 \sim 42.8 \text{ W/m}^2$, 平均值为 4.9 W/m^2 。夜间各种辐射通量都存在负值, 其中净辐射的平均值为 -47.5 W/m^2 , 感热通量的平均值为 -14.0 W/m^2 , 潜热通量的平均值为 -16.3 W/m^2 , 地表热通量的平均值为 -7.7 W/m^2 。净辐射、地表热通量的负值代表地面向大气传输能量, 感热通量、潜热通量的负值表示大气向地表传输能量。

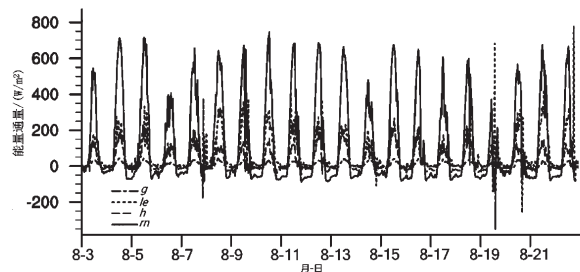


图4 锦州站2015年8月3—22日净辐射、感热通量、潜热通量、地表热通量

3.3 能量闭合率

由于通量观测站的涡度相关仪在降水时观测误差较大, 所以在线性拟合时剔除了有降水过程发生时的数据。通过线性拟合法对能量闭合率进行分析。由图5看出, 过原点($y=kx$)的线性拟合方法比带截距($y=kx+b$)的线性拟合方法得到的能量闭合率高5%, 并且复相关系数(R^2)也高0.02, 表明过原点($y=kx$)的线性拟合方法的拟合程度更高, 所以在之后的分析中都采用过原点($y=kx$)的线性拟合方法。同时, 无论哪种拟合方法, 能量闭合率都 <1 , 表明能量不闭合是个普遍存在的现象。

当考虑土壤热储量的影响时, 运用观测到的5 cm

土壤热通量数据 $G_{0.05}$ 来计算地表热通量 G , 以 $R_n - G$ 作为有效能量进行线性拟合; 不考虑土壤热储量则是直接用观测到的 5 cm 土壤热通量数据 $G_{0.05}$, 来计算 $R_n - G_{0.05}$ 以作为有效能量进行线性拟合。可以发现, 无论是在白天、夜间还是全天数据的情况下, 考虑土壤热储量所得到能量闭合率比不考虑土壤热储量得到的能量闭合率高 2%~3% (图 6)。表明一般情况下, 地表的热通量 > 5 cm 土壤热通量, 即能量在土壤传输时会损失一部分能量, 所以在考虑能量平

衡时, 不能忽略土壤热储量。

只考虑白天数据所得到的能量闭合率与考虑全天数据所得到的能量闭合率基本相同。因为夜间没有接受太阳辐射能量, 夜间净辐射、潜热通量和感热通量 < 0 且数值较小, 所以在考虑能量平衡时可以忽略夜间数据。

为了研究云量对能量闭合率的影响, 选取 2015 年 8 月观测期内, 多云条件下 14 日、17 日、18 日和晴天条件下 10 日、11 日、12 日的的数据为代表进行对

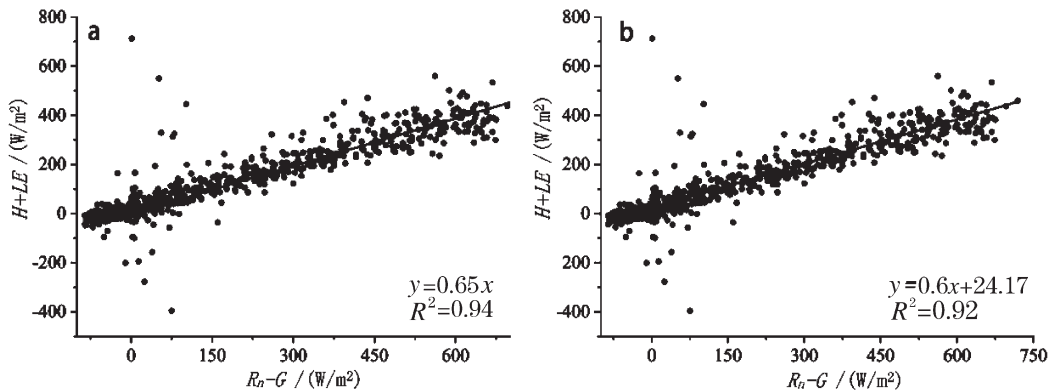


图 5 2015 年 8 月 3—22 日锦州站的能量平衡状况

(a 为的线性拟合方法, b 为 $y=kx+b$ 的线性拟合方法)

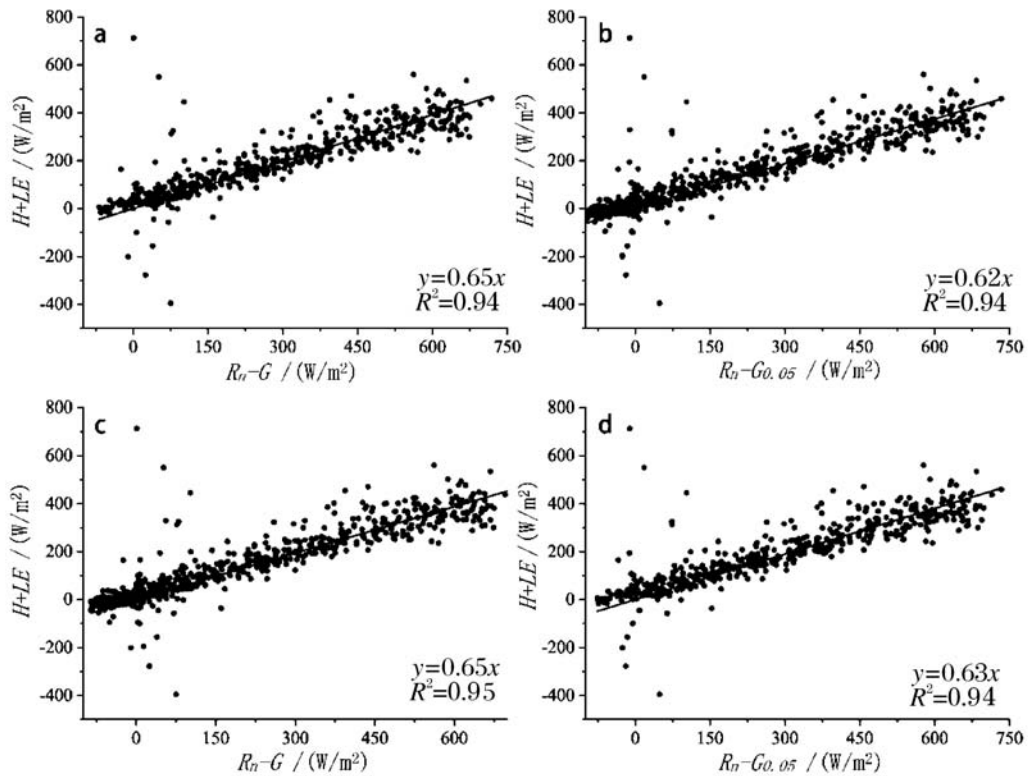


图 6 锦州站 2015 年 8 月 3—22 日能量平衡状况

(a 为考虑土壤热储量及全天数据; b 为不考虑土壤热储量及全天数据; c 为考虑土壤热储量及白天数据; d 为不考虑土壤热储量及白天数据)

比分析(表1,表2)。

对比不同天气条件下的线性拟合结果,晴朗天气条件下的能量闭合率都更接近不区分天气条件下的能量闭合率,而多云条件下的能量闭合率比晴天时的能量闭合率低1%~2%,说明云量的增加可能会降低能量闭合程度,但影响不大。在相同的天气条件下,只考虑白天数据得到的能量闭合率与考虑全天数据得到的能量闭合率相差不大。考虑土壤热储量所计算得到能量闭合率比不考虑土壤热储量得到的能量闭合率高,符合之前结论。

表1 2015年8月3—22日锦州站考虑土壤热储量情况下不同天气条件对能量平衡的影响

R_n-G	晴朗		多云		不区分天气条件	
	斜率	R^2	斜率	R^2	斜率	R^2
全天数据	0.63	0.93	0.61	0.90	0.65	0.94
白天数据	0.64	0.94	0.63	0.91	0.65	0.95

表2 2015年8月3—22日锦州站不考虑土壤热储量情况下不同天气条件下对能量平衡的影响

$R_n-G_{0.05}$	晴朗		多云		不区分天气条件	
	斜率	R^2	斜率	R^2	斜率	R^2
全天数据	0.61	0.92	0.59	0.89	0.62	0.93
白天数据	0.62	0.94	0.61	0.91	0.63	0.94

4 结论

锦州地区8月两次降水过程对近地面气象要素造成的差异较为明显。由于前期已经持续高温干旱,8月8日降水发生后并不能造成气温迅速下降。土壤温度也维持在较高水平,土壤湿度在降水后增至25%,但持续快速下降,对干旱的缓解作用较小;8月19—20日发生连续两天降水后,气温快速下降,降温幅度达6℃,土壤温度也迅速降低至25℃,土壤湿度增至40%左右,比湿降至12 g/kg以下,有利于缓解2015年夏季连续高温干旱的过程。

锦州站2 m气温和比湿都具有明显的日变化特征,平均值分别为26.2℃和14.8 g/kg。土壤温度的日变化趋势与正弦函数的变化趋势较为接近。深层土壤升温与浅层土壤升温相比存在滞后效应。深层土壤湿度的日变化幅度较小,在降水过程之后深层的土壤湿度的减小速率较小。地表反照率的趋势大致为“U”型。

锦州站CO₂通量在06—07时由正值转为负

值,在18—19时由负值转为正值,其中碳吸收峰值在11时左右。碳排放的平均值为0.27 mg/(m²·s),碳吸收的平均值为-0.61 mg/(m²·s)。夏季观测期内锦州站的CO₂通量平均值为-0.17 mg/(m²·s),表现为“碳汇”。降水发生时,CO₂通量可达-2 mg/(m²·s),说明此时有强烈的碳汇过程。CO₂密度在降水期间异常增加,可达550 mg/m³,在无降水期间CO₂密度维持在较低的水平。

锦州站向下短波辐射峰值可达988.5 W/m²左右。向上长波辐射变化范围为390.9~550.1 W/m²,向下长波辐射变化范围为332.6~461.7 W/m²。平均地表反照率为0.18。净辐射峰值可达746.3 W/m²左右。夜间感热通量和潜热通量均有负值出现,表示大气向地表传输能量。潜热通量和感热通量平均值分别为71.9 W/m²和29.7 W/m²。强烈的向下短波辐射给地表带来大量热量,加剧了2015年夏季的干旱过程。

能量不平衡是一个普遍存在的现象。考虑土壤热储量情况下的能量闭合率比不考虑时高2%~3%,表明地表的热通量>5 cm土壤热通量,即能量在土壤中传输时会损失一部分能量,所以在考虑能量平衡时,不能忽略土壤热储量,但可以忽略夜间时次的的数据。云量的增加会降低能量闭合程度,但影响较小。

2015年锦州地区夏季遭遇1951年有气象记录以来同期最为严重的干旱,本文仅仅针对8月两次局地降水过程影响的气象要素和辐射能量要素做了初步分析,对影响农田生态系统的原因做了初步探讨,增强了对东北半干旱地区夏季能量水分传输过程机制的了解,后续的工作将针对该地区不同季节和不同月份的地标能量水分循环特征进行长时间序列的分析探讨。

参考文献:

[1] 苑广辉. 中国干旱半干旱区陆气相互作用及其对区域气候的影响[D].兰州:兰州大学, 2018.

[2] WANG A, Lettenmaier D P, Sheffield J. Soil moisture drought in China, 1950–2006 [J]. Journal of Climate, 2011, 24(13):3257–3271.

[3] ZOU X, ZHAI P, ZHANG Q. Variations in droughts over China: 1951–2003 [J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32(4). 353–368.

[4] HE B, Lü A, WU J, et al. Drought hazard assessment and spatial characteristics analysis in China [J]. Journal of Geographical Sciences, 2011, 21(2):235–249.

[5] 黄建平,季明霞,刘玉芝,等.干旱半干旱区气候变化研究

- 综述[J]. 气候变化研究进展, 2013, 9(1):9-14.
- [6] 管晓丹, 石瑞, 孔祥宁. 全球变化背景下半干旱区陆气机制研究综述[J]. 地球科学进展, 2018, 33(10):995-1004.
- [7] WANG H, HE S. The north China/northeastern Asia severe summer drought in 2014 [J]. Journal of Climate, 2015, 28(17):6667-6681.
- [8] WANG J, DONG J, YI Y, et al. Decreasing net primary production due to drought and slight decreases in solar radiation in China from 2000 to 2012 [J]. Journal of Geophysical Research:Biogeosciences, 2017, 122(1):261-278.
- [9] 鲍艳, 吕世华. 干旱、半干旱区陆—气相互作用的研究进展[J]. 中国沙漠, 2006, 26(3):454-460.
- [10] 药静宇, 王国印, 黄建平, 等. 黄土高原半干旱区净碳交换量的特征分析[J]. 干旱气象, 2016, 34(1):88-95.
- [11] 曾剑, 张强. 2008 年夏季中国干旱—半干旱区陆面主要物理参数的平均特征 [J]. 高原气象, 2012, 31(6):1539-1550.
- [12] 王国印. 半干旱区陆气相互作用的观测与研究 [D]. 兰州:兰州大学, 2013.
- [13] 左金清, 王介民, 黄建平, 等. 半干旱草地地表土壤热通量的计算及其对能量平衡的影响 [J]. 高原气象, 2010, 29(4):840-848.
- [14] 韩博, 吕世华, 奥银焕. 土壤温度变化在绿洲及沙漠近地层能量平衡中的作用分析[J]. 太阳能学报, 2010, 31(12):1628-1632.
- [15] 李德帅, 王金艳, 王式功, 等. 陇中黄土高原土壤水分变化特征及其机理分析[J]. 中国沙漠, 2014, 34(1):140-147.
- [16] 王锡稳, 王毅荣, 张存杰. 黄土高原典型半干旱区水热变化及其土壤水分响应[J]. 中国沙漠, 2007, 27(1):123-129.
- [17] 谢安, 孙永罡, 白人海. 中国东北近 50 年干旱发展及对全球气候变暖的响应[J]. 地理学报, 2003(增刊):75-82.
- [18] 涂钢. 半干旱区不同下垫面地气相互作用研究 [D]. 北京:中国科学院研究生院(大气物理研究所), 2007.
- [19] 文小航, 董文杰, 廖小罕. WRF 模式对东北半干旱区夏季辐射收支与能量平衡的模拟研究 [J]. 太阳能学报, 2015, 36(9):2196-2203.
- [20] 文小航, 廖小罕, 袁文平, 等. 中国东北半干旱区能量水分循环的同化模拟[J]. 中国科学:地球科学, 2014, 44(12):2768-2784.
- [21] 锦州市气象局夏季(6—8 月)气候公报[EB/OL]. (2015-09-14). <http://www.jz.gov.cn/jzszt/jztc61/bmgz7/bmgz/914091/>
- [22] LIANG T, CHEN M. Analysis of characteristics of climate change from 1951 to 2009 at Jinzhou City [J]. Meteorological and Environmental Research 2010, 1(9):53-56.
- [23] Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. Surface energy budget at Amdo on the Tibetan plateau using GAM E / Tibet IOP 1998 data [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2001, 79(2):181-189.
- [24] 阳坤, 王介民. 一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法 [J]. 中国科学:地球科学, 2008(2):243-250.
- [25] 李正泉, 于贵瑞, 温学发, 等. 中国通量观测网络 (ChinaFLUX) 能量平衡闭合状况的评价[J]. 中国科学:地球科学, 2004, 34(增刊 2):46-56.
- [26] 赵钱飞, 郭维栋, 凌肖露, 等. 半干旱区不同类型土地利用的蒸散量及水分收支差异分析——以通榆为例[J]. 气候与环境研究, 2013, 18(4):10-13.
- [27] 王国印, 黄建平. 降水对黄土高原半干旱区陆气相互作用的影响[C]. 第 31 届中国气象学会年会 S5 干旱灾害风险评估与防控, 2014.
- [28] 李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 鄂陵湖湖滨地区夏季近地层微气象特征与碳通量变化分析[J]. 地理科学进展, 2012, 31(5):602-608.
- [29] 冯艾琳, 武晋雯, 孟莹, 等. 基于 MODIS GPP 数据产品的辽宁省碳源/汇空间格局分布研究[J]. 遥感技术与应用, 2019, 34(4):857-864.
- [30] 陆莎, 左洪超, 苗文辉, 等. 干旱区地膜覆盖玉米农田地表反照率动态参数化方法及其模拟效果分析 [J]. 干旱区研究, 2018, 35(2):461-470.

Analysis of Energy and Water Transmission in Semi-arid Area of Northeast China in Summer

REN Zhaopeng^{1,2}, LU Yukun³, XIE Feng¹

(1. Qingdao Meteorological Bureau, Qingdao 266003, China;

2. Qingdao Engineering Technology Research Center for Meteorological Disaster Prevention,
Qingdao 266003, China;

3. Chengdu University of Information Technology, School of Atmospheric Sciences, Chengdu 610225, China)

Abstract Using the observation data of Jinzhou station in August, 2015 and China surface climate daily data set (V3.0) to analyze the energy and water transmission in the semi-arid area of northeast China in summer. Results showed that the difference of ground meteorological elements caused by two precipitation processes in August in Jinzhou was obvious. The temperature and specific humidity of 2-m height have significant diurnal variation in Jinzhou station, and the deeper soil heating lags behind the shallow soil heating. The average CO₂ flux of the ecosystem in Jinzhou station was -0.17 mg/(m²s), which indicated a carbon sink in August. The land-atmosphere energy exchange mainly depended on the energy transmitted by heterogeneous condensation in Jinzhou station. The diurnal variation of the surface albedo was a roughly U type. The average values of latent heat flux and sensible heat flux were 71.9 W/m² and 29.7 W/m², respectively. The intense downward shortwave radiation increased soil and surface temperatures, and there was low precipitation during the same period, which was the main reason for the drought in the summer of 2015. The energy imbalance widespread exists. The energy closure rate was higher 2%~3% when the soil heat storage was considered than that without considered, and night-time data could be ignored. The increase of cloud cover reduced the energy closure rate.

Key words semi-arid region of northeast China; land-atmospheric interaction; energy balance; energy closure rate